



西藏洞错蛇绿岩的构造环境: 岩石学、地球化学和年代学制约

鲍佩声^① 肖序常^{①*} 苏犁^② 王军^①

(^① 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; ^② 中国地质大学(北京)地学实验中心, 北京 100083)

摘要 洞错蛇绿岩出露于班公-怒江缝合带西段, 可恢复的洋壳总厚度大于 5 km, 自下而上依次由地幔橄榄岩、堆晶杂岩、基性岩床(墙)杂岩和基性熔岩组成, 呈构造岩片侵位于侏罗系(木嘎岗日群J₂mg)地层中. 洞错蛇绿岩的堆晶岩杂岩具有纯橄岩-橄长岩-橄榄辉长岩的岩石组合, 反映其属DTG系列镁铁-超镁铁堆晶岩; 基性熔岩富碱(Na₂O+K₂O), TiO₂, P₂O₅, 且具有LREE显著富集的右倾REE配分型式((La/Yb)_N=6.94~16.6)和Th, Nb, Ta, Zr, Hf略具正异常的微量元素组成特征, 属典型的洋岛玄武岩(OIB), 与洋中脊玄武岩(MORB)和板块汇聚环境下的岛弧玄武岩(IAB)存在明显差异. 基性熔岩所具有的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值(0.704363~0.705007)高、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值(0.512708~0.512887)低, 以及 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 2.7~5.8 等, 反映其来源于亏损地幔(DM)与富集地幔(EM I)二组分混合的地幔源区. 综合分析表明洞错蛇绿岩形成于有大量富集地幔物质上侵的洋岛(OIB)环境, 与“岛弧型”蛇绿岩和“洋中脊型”蛇绿岩存在明显差异. 新获得的堆晶橄长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(132±3) Ma, 玄武岩的全岩³⁹Ar/⁴⁰Ar 年龄为(137.4±2.7)和(140.9±2.8) Ma, 一致地反映洞错蛇绿岩形成于早白垩世, 揭示班公-怒江缝合带西段在早白垩世尚处于洋盆形成和发展阶段.

关键词 洞错蛇绿岩 元素地球化学 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 班公-怒江缝合带

洞错蛇绿岩是班公-怒江缝合带中出露规模较大、岩石组合较齐全的蛇绿岩块体之一, 以往研究认为洞错蛇绿岩可能形成于早白垩纪以前, 主要依据为: (1)白垩世去申拉组(K₁q)不整合覆盖于洞错地幔橄榄岩之上, 该组玄武质凝灰岩的全岩Rb-Sr年龄为111 Ma¹⁾, K-Ar年龄为141 Ma²⁾; (2)日阿色一带蛇绿岩组合中火山岩的K-Ar同位素年龄为167.5 Ma¹⁾; (3)东巧蛇绿岩被含早白垩世标准化石的地层不整合

覆盖, 且蛇绿岩基底变质角闪岩中角闪石的K-Ar年龄为179 Ma²⁾. 另外, 班公-怒江缝合带的一些蛇绿岩中普遍发现有侏罗纪放射虫, 如丁青、去申拉和直若错一带的蛇绿岩³⁾. 本文系统讨论了洞错蛇绿岩组合中堆晶橄长岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄和基性熔岩的全岩³⁹Ar/⁴⁰Ar年龄信息, 以及岩石组合、元素地球化学性质和Nd, Sr同位素组成特征. 在此基础上, 深入讨论了洞错蛇绿岩的成因类型、地幔源区性质以

收稿日期: 2006-09-19; 接受日期: 2006-12-04

国土资源部地质调查局项目(批准号: 200313000059)与国土资源部国际合作和科教司研究项目(批准号: 20001010205)资助

* 联系人, E-mail: xxchg@public.bta.net.cn

1) 西藏自治区地质矿产局. 改则幅 1:100 万区域地质调查报告. 1987

2) 夏斌, 王国庆, 钟付太, 等. 西藏自治区蛇绿岩分布图说明书. 1989

3) 西藏自治区地质矿产局. 1:20 万区域地质调查报告丁青幅、洛隆县幅(地质部分). 1994

及形成构造环境和时代, 对深入讨论班公-怒江缝合带的构造演化历史具有重要意义。

1 地质背景

班公-怒江缝合带是南部冈底斯-念青唐古拉地体与北部唐古拉地体之间的中特提斯缝合带, 从洞错向西至日土, 向东经直若错、赞宗错至东巧、丁青均有蛇绿岩出露, 构成著名的班公错-怒江蛇绿岩带。洞错蛇绿岩是该岩带中出露规模较大的蛇绿岩岩块之一, 地表形态为楔状体, 东西延长约 50 km, 西段最宽处约 5~6 km, 侵位于侏罗系地层中(图 1(a))。

洞错蛇绿岩总厚度大于 5 km, 由底部至顶部依次由地幔橄榄岩、镁铁-超镁铁质堆晶杂岩、基性岩床(墙)和基性熔岩四部分组成, 但因构造肢解通常仅见包含 1~2 个岩石单元的蛇绿岩剖面。地幔橄榄岩主要在去申拉一带出露, 宽度约 2 km, 并与厚度大于 1 km 的枕状

熔岩呈断层接触; 堆晶杂岩分布范围广, 在舍拉玛沟也见呈独立产出的堆晶岩块体, 厚约 4 km; 基性岩床(墙)未构成独立的单元, 在均质辉长岩和层状辉长岩中呈夹层产出, 单个岩床(墙)宽通常为 2~4 m(图 1(b))。

2 岩石学和矿物学特征

洞错蛇绿岩中的地幔橄榄岩包括高辉方辉橄榄岩($\text{Opx}=15\%\sim25\%$)、低辉方辉橄榄岩($\text{Opx}=5\%\sim15\%$)及极少量纯橄岩, 未见二辉橄榄岩。岩石普遍具有不一致熔融相转变结构和后合成晶结构(图 2(a))等熔融残余成因岩石的标型结构, 主要造岩矿物橄榄石(镁橄榄石)、斜方辉石(顽火辉石)和铬尖晶石的电子探针分析结果(表 1)显示从高辉方辉橄榄岩至低辉方辉橄榄岩再至纯橄岩, 随着 Opx 的含量的降低, 矿物成分更富镁或富铬, 与地幔岩随部分熔融程度依次增高矿物成分的逐渐变化一致^[2]。

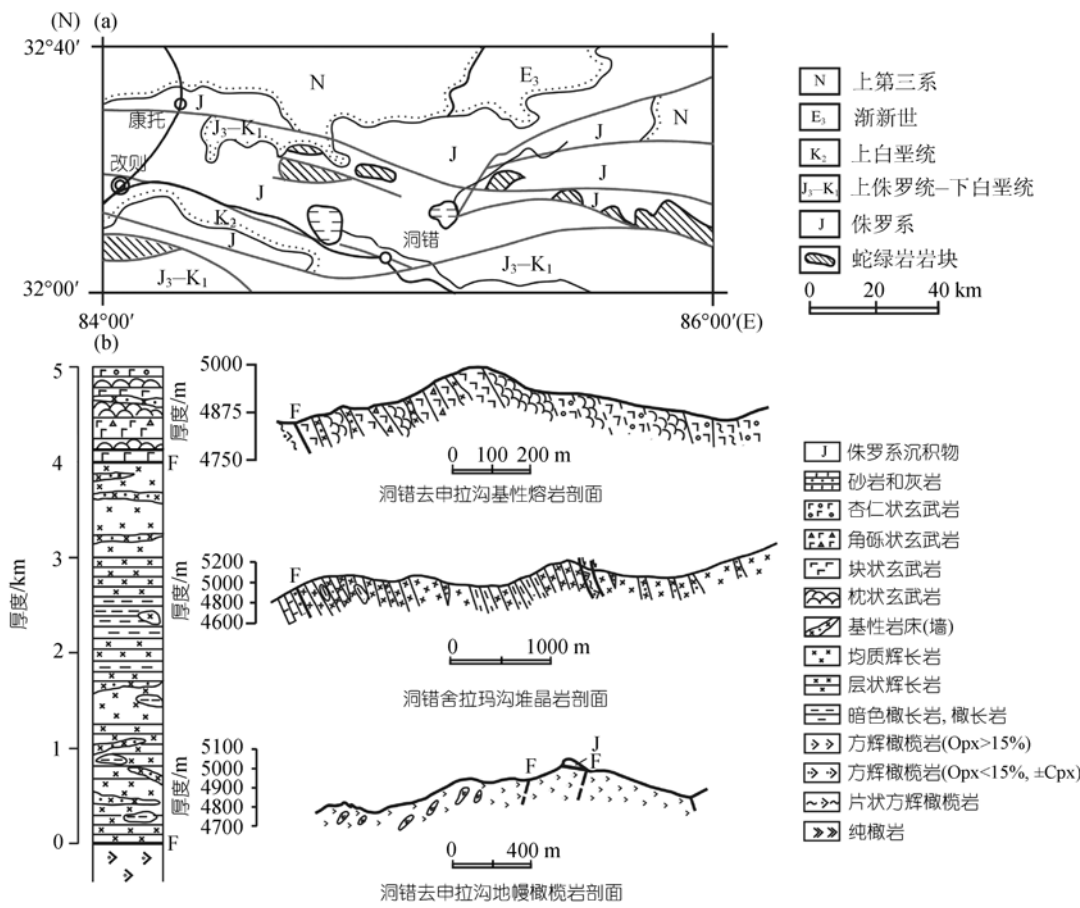


图 1 (a) 洞错蛇绿岩区地质略图^[1]; (b) 蛇绿岩套岩石综合柱状图. F表示断层

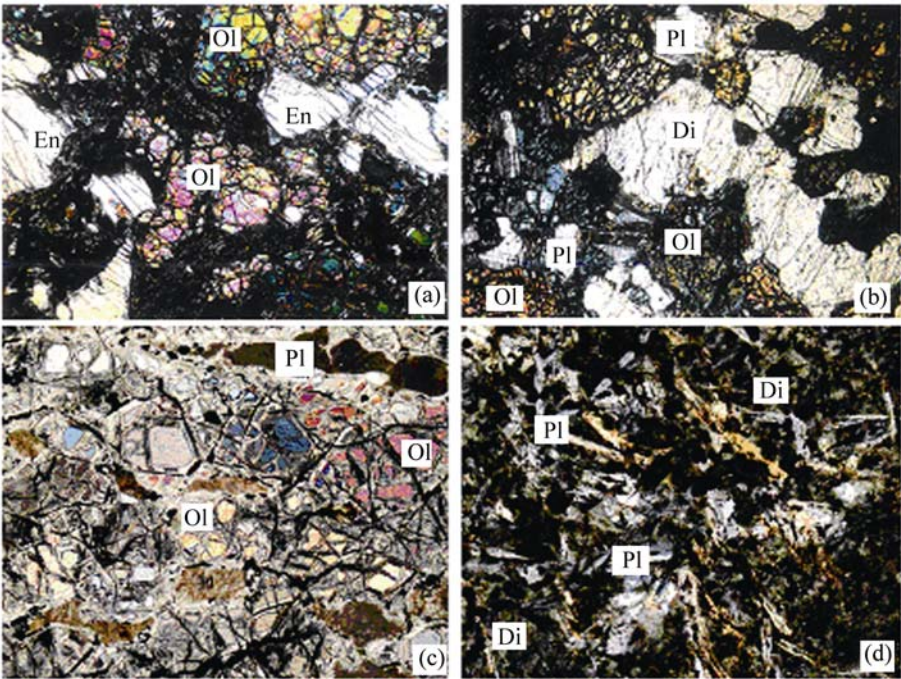


图 2 洞错蛇绿岩显微照片

(a) 方辉橄榄岩的熔蚀残余结构, 粗晶斜方辉石(En)不一致熔融转变为橄榄石(Ol), 正交偏光×25; (b) 含长单辉橄榄岩的嵌晶包含结构, 粗晶透辉石(Di)包含橄榄石(Ol), 斜长石(Pl)双晶发育, 正交偏光×16; (c) 暗色橄长岩的填间结构, 蚀变斜长石(Pl)定向充填于蛇纹岩化橄榄石(Ol)之间, 正交偏光×16; (d) 辉石玄武岩的粒玄结构, 透辉石(Di)集合体充填于新鲜斜长石(Pl)之间, 正交偏光×16

表 1 洞错蛇绿岩造岩矿物电子探针分析结果^{a)}

岩类	岩石名称	Ol(Fo)	Opx(En)	Sp		Cpx			Pl(An)
				Cr'	Mg'	En	Wo	Fs	
地幔岩	(含辉)纯橄岩	92.7~92.9	92.7~93.3	0.72~0.73	0.60				
	方辉橄榄岩(Opx<15%)	91.2~91.6	91.6~92.2	0.65~0.69	0.47~0.61				
	方辉橄榄岩(Opx>15%)	91.1~91.5	91.4~91.8	0.61~0.62	0.59~0.60				
堆晶岩	层状橄辉长岩	87.0~88.2	52.1			52.1	42.0~42.7	5.8~5.9	87.8~88.8
	橄长岩	84.4~84.5				45.6~46.7	46.6~47.0	6.3~6.5	88.7~90.4
	暗色橄长岩	84.8~86.3				46.7~53.0	39.4~47.0	6.3~8.1	89.4~100.0
基性熔岩	玄武岩					41.8~46.6	39.5~44.4	11.1~16.0	0.3~4.9

a) 中国地质科学院矿产地质研究所电子探针室测定

堆晶杂岩下部主要由暗色橄长岩、橄长岩、层状橄辉长岩组成, 含少量均质辉长岩; 上部主要为均质辉长岩, 其次为层状橄辉长岩. 堆晶岩单元以整体显示层状构造发育为特征, 且暗色橄长岩中斜长石的填间结构(图 2(b))、橄长岩的中堆积结构及单斜辉石的嵌晶包含结构(图 2(c))等, 显示出熔浆堆晶作用产物的典型特征. 堆晶杂岩造岩矿物的电子探针分析结果(表 1)反映, 橄榄石均为贵橄榄石, 单斜辉石为透辉石和顽-透辉石, 斜长石为培长石和培-钙长石, 各类岩石间未见明显的分异演化趋势. 由洞错蛇

绿岩中橄长岩等含斜长石超镁铁岩的稳定产出表明其属典型的纯橄岩(D)-橄长岩(T)-橄辉长岩(G)组合堆晶岩(属DTG系列^[3]或称斜长石型^[4]), 这类镁铁-超镁铁质堆晶岩系通常是洋中脊环境下低压、“干”岩浆房中玄武质熔浆堆晶作用的产物, 除多见于MORB型蛇绿岩^[5], 也见于洋岛蛇绿岩, 而明显不同于具纯橄岩(D)-橄辉石岩(P)-辉长岩(G)堆晶岩组合(即DPG型堆晶岩)和具IAT特征的形成于俯冲带的岛弧型(SSZ型)蛇绿岩. DPG型堆晶岩是玄武质熔浆在俯冲带较高压和“湿”岩浆房中经堆积作用形成的.

基性岩床(墙)由辉绿岩、石英辉绿岩和粒玄岩组成, 频繁地穿入橄长岩和层状辉长岩中. 基性熔岩由枕状玄武岩、块状玄武岩及少量角粒状玄武岩、气孔玄武岩和杏仁玄武岩组成, 并见有辉绿岩、粒玄岩岩墙穿入. 枕状玄武岩以发育枕状构造和斑状结构为特征, 块状玄武岩通常具有粒玄结构(图 2(d)). 枕状玄武岩中以小岩枕居多(5 cm×10 cm×20 cm), 大者(40 cm×60 cm)较少见, 在基性熔岩顶部见有长轴达

140 cm 的大岩枕. 岩枕通常具冷凝边, 多数岩枕具球状结构以及因气孔规律排列而呈现的同心带状构造. 枕状玄武岩的斑状结构, 由斑晶单斜辉石(多为普通辉石, 其次为顽透辉石, 常呈聚晶状产出)及基质(多为钠长石)组成.

3 蛇绿岩的地球化学特征

洞错蛇绿岩中 10 个弱蚀变基性火山岩的主量元素和微量元素分析结果见表 2.

表 2 洞错蛇绿岩基性熔岩的主元素(wt%)和微量元素(μg/g)含量分析结果^{a)}

样品号	D-12	D-18	D-19	D-21	D-22	D-24	D-25	D-26	D-27	D-28
SiO ₂	49.68	45.07	47.69	45.37	45.55	46.19	52.39	46.24	45.66	49.90
TiO ₂	2.70	2.75	3.06	3.19	2.88	3.45	1.68	3.29	3.10	2.81
Al ₂ O ₃	11.99	12.11	12.47	13.27	12.19	15.04	13.59	13.61	16.81	13.48
Fe ₂ O ₃	2.73	2.10	3.61	3.50	2.03	4.95	3.70	4.37	4.19	3.45
FeO	6.91	7.71	7.88	8.59	9.29	7.22	4.45	8.77	7.63	5.95
MnO	0.14	0.14	0.17	0.15	0.16	0.20	0.16	0.18	0.24	0.14
MgO	7.82	6.09	5.64	7.13	6.84	4.71	5.66	7.22	4.17	5.77
CaO	9.64	9.65	9.67	9.58	9.09	6.62	10.12	7.89	7.17	9.79
Na ₂ O	4.23	3.16	4.72	1.34	3.35	2.66	4.30	3.86	3.97	4.87
K ₂ O	0.37	1.36	0.20	3.66	0.18	4.18	1.29	0.69	2.41	0.23
P ₂ O ₅	0.32	0.32	0.36	0.38	0.35	0.82	0.38	0.36	1.23	0.35
总量	96.53	90.46	95.47	96.16	91.86	96.13	97.72	96.49	96.58	96.74
Mg [#]	0.60	0.53	0.47	0.52	0.52	0.42	0.56	0.50	0.40	0.53
Sr	161	351	297	90	329	173	189	153	991	281
Rb	5.3	23.0	0.4	64.0	2.0	2.0	66.5	15.2	13.6	38.2
Ba	124	161	133	169	90	673	292	229	1224	108.3
Th	2.3	3.1	3.7	3.6	4.8	9.1	2.9	4.1	11.1	2.0
Ta	1.7	2.2	1.8	2.2	1.8	6.2	1.6	2.6	7.1	2.0
Nb	31	32	38	40	38	97	23	38	110	30
Zr	154	168	197	194	186	462	168	275	533	238
Hf	2.6	3.6	5.9	4.1	4.4	9.0	4.3	6.7	10.0	6.9
Sm	6.71	6.63	7.95	8.32	7.35	11.50	5.20	7.88	14.20	7.55
Y	25.9	22.3	29.4	28.2	27.6	35.2	18.9	30.3	41.0	19.43
Yb	1.95	1.62	2.29	2.11	2.11	2.78	1.35	2.44	3.38	1.34
Sc	35.4	26.2	38.9	30.6	35.1	18.9	20.1	42.8	12.9	8.55
La	26.3	24.0	27.6	37.2	27.0	64.4	20.0	25.1	80.8	32.98
Ce	57.8	55.0	66.7	80.1	60.6	129.0	42.5	56.9	158.0	58.1
Pr	6.82	6.99	8.20	9.65	7.69	15.30	5.49	7.66	19.10	7.39
Nd	30.9	30.3	36.4	41.1	33.0	59.0	23.6	33.5	74.7	33.6
Sm	6.71	6.63	7.95	8.32	7.35	11.50	5.20	7.88	14.20	7.55
Eu	1.81	1.81	2.12	2.32	1.99	3.49	1.82	2.57	4.24	2.32
Gd	6.44	6.37	7.99	7.88	6.09	8.73	4.59	7.07	10.70	6.60
Tb	0.99	1.14	1.39	1.17	1.23	1.42	0.71	1.16	1.68	0.97
Dy	6.04	5.54	6.88	6.84	6.44	7.42	3.90	6.49	8.73	4.69
Ho	0.98	0.94	1.19	1.18	1.13	1.35	0.70	1.21	1.62	0.93
Er	2.65	2.36	3.01	3.04	2.82	3.60	1.88	3.25	4.26	2.09
Tm	0.25	0.34	0.50	0.42	0.40	0.45	0.22	0.42	0.55	0.25
Yb	1.95	1.62	2.79	2.11	2.11	2.78	1.35	2.44	3.38	1.34
Lu	0.22	0.19	0.42	0.18	0.27	0.41	0.19	0.35	0.50	0.15

a) 由国家地质实验测试中心分析, wt%为质量百分比

3.1 主元素成分特征

该区基性熔岩的 SiO_2 含量介于 45.07%~52.39%, $\text{Mg}^\#$ 值介于 0.40~0.60, Na_2O , K_2O 含量变化范围较宽, Na_2O : 1.34%~4.87%, K_2O : 0.18%~4.18%, 总体以富碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 变化于 3.53%~6.84%之间)、钛(TiO_2 : 1.68%~3.54%)、磷(P_2O_5 : 0.32%~1.23%)为特征. 在 SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)岩浆系列判别图^[6](图 3(a))上大多数点落在玄武岩和洋岛玄武岩(夏威夷岩)区; 在 TiO_2 - MnO - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ 判别图^[7](图 3(b))上也均落在洋岛碱性玄武岩(OIA)区, 与岛弧火山岩(IAT)和洋中脊(MORB)存在显著差异.

3.2 稀土元素地球化学

洞错基性熔岩的轻稀土总量(ΣLREE)高, 介于 98.61~351.04 $\mu\text{g/g}$, ΣHREE 介于 13.54~31.42 $\mu\text{g/g}$, LREE/HREE 介于 5.97~11.24; (La/Yb)_N: 6.94~16.6; (La/Sm)_N: 2~3.58, 具有与洋岛玄武岩(OIB)相近的稀土元素地球化学特征. 对球粒陨石^[9]标准化的稀土元素配分型式(图 4(a))呈现轻稀土明显富集的右倾型式, 与 OIB 的 REE 配分型式基本一致, 明显不同于 N-MORB 和 E-MORB 的稀土配分型式.

3.3 痕量元素地球化学

洞错玄武岩中特征元素丰度 Nb: 23.3~110 $\mu\text{g/g}$, Zr: 154~533 $\mu\text{g/g}$; Ba: 90~1224 $\mu\text{g/g}$, 均明显高于洋脊玄武岩(Nb: 1~5 $\mu\text{g/g}$; Zr: 15~150 $\mu\text{g/g}$; Ba: ≤ 50

$\mu\text{g/g}$)^[10], 与 OIB 可对比. 洋壳形成时 Nb 和 Ta 为高度不相容元素, 故在蛛网图上表现出明显的高丰值^[11]. 微量元素对原始地幔标准化的蛛网图(图 4(b))显示, 洞错玄武岩也具有与 OIB 基本一致的微量蛛网图, 不同于 N-MORB 和 E-MORB 的微量元素丰度特征. 洞错基性熔岩无 Ta, Nb, Zr, Hf, Ti 的亏损, 故也显著区别于岛弧火山岩(IAB). 综合特征分析, 洞错玄武岩具有与洋岛玄武岩^[10]非常相近的痕量元素地球化学性质.

4 蛇绿岩的同位素年代学

4.1 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

鉴于洞错蛇绿岩的岩石组合特征, 选择堆晶杂岩中橄长岩(DG-1)进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究. 该橄长岩具中堆积结构和层状构造(图 2(c)), 采用重选加磁选方法在约 10 kg 样品中分离出近 100 粒锆石, 将具代表性的锆石颗粒和标准锆石一起粘贴在环氧树脂表面, 抛光后将待测锆石做透射光、反射光显微照相和阴极发光(CL)图像. 锆石的阴极发光图像分析利用北京大学电子系 FEI PHILIPS XL 型扫描电镜上的阴极荧光仪完成, 锆石的 U-Pb 年龄测定在北京离子探测中心 SHRIMP II 型离子探针质谱仪上完成, 分析流程和原理同 Compston 等^[12]和 Williams 等^[13]的阐述, 北京离子探针中心 SHRIMP II 的工作条件和分析方法详见文献[14]. U, Th, Pb 含量由标准锆石 SL13(572 Ma)^[15]标定, 普通 Pb 校正采用实测²⁰⁴Pb 校正, 所有数据在 U-Pb 年龄谱和图 5 中的

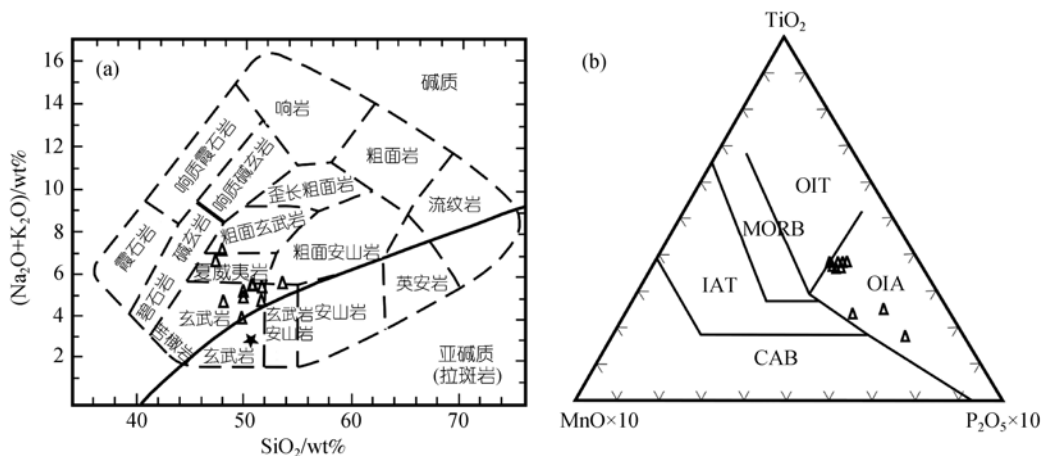


图 3 洞错蛇绿岩基性火山岩判别图

(a) SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)判别图^[6]; (b) MnO - TiO_2 - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ 判别图^[7]. Δ : 洞错蛇绿岩基性熔岩(数据见表 2), $\star$: 夏威夷拉斑质玄武岩平均成分, $\square$: 洋岛拉斑质系列和洋岛碱质系列分界^[8], MORB: 洋中脊玄武岩, IAT: 岛弧拉斑玄武岩, CAB: 钙碱性玄武岩, OIT: 洋岛拉斑玄武岩, OIA: 洋岛碱性玄武岩

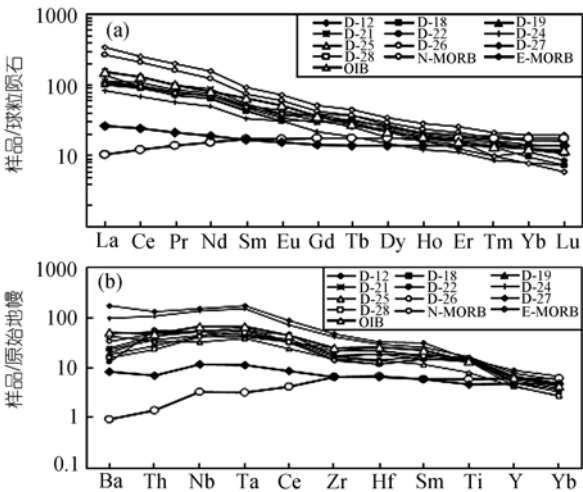


图 4
(a) 洞错基性熔岩的稀土元素球粒陨石^[19]标准化模式图; (b) 痕量元素对原始地幔^[21]蛛网图。数据见表 2

误差为 1σ , 年龄数据处理使用 Isoplot 方法^[16], 加权平均值置信度为 95%。

橄长岩样品中分选出的锆石颗粒多呈短柱状, 长宽比通常为 2:1, 阴极荧光图像揭示锆石内部普遍具有较清晰的结晶振荡环结构, 为典型的基性熔浆结晶锆石(图 5)。13 颗锆石的 U-Pb 同位素分析结果见表 3, 一个锆石颗粒的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(172\pm 8)\text{ Ma}$, 为继承锆石, 其余 12 个颗粒的测试结果相近, 加权平均年龄(2σ)为 $(132\pm 3)\text{ Ma}$, 代表了橄长岩的结晶年龄(图 5), 反映洞错蛇绿岩形成时代应为早白垩世。

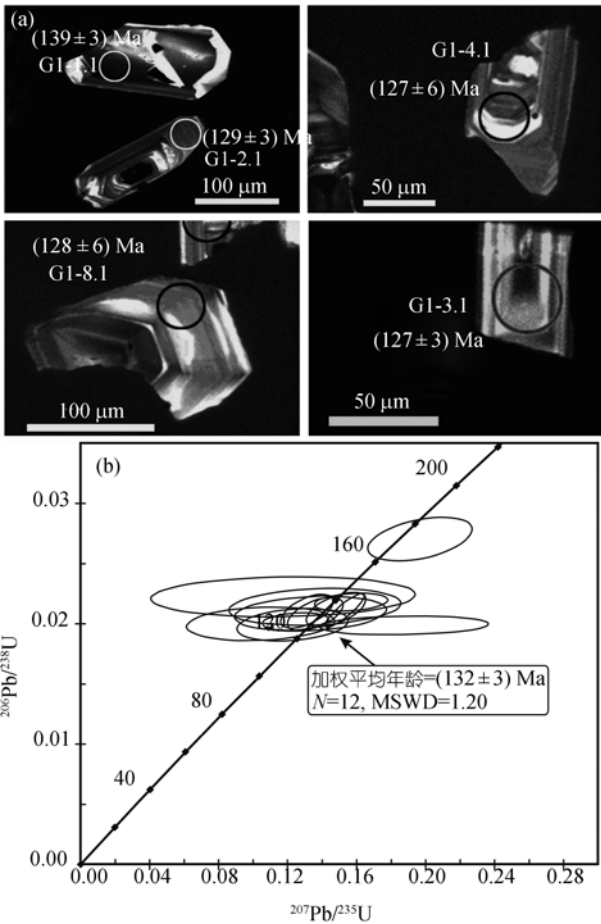


图 5 洞错堆晶橄长岩(DG-1)中锆石的阴极荧光图像(a)和 SHRIMP U-Pb 年龄谱和图(b)

表 3 洞错蛇绿岩堆晶橄长岩(DG-1)中锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄分析数据^{a)}

测点	U/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$f_{206}/\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma
DG1-1.1	787	765	1.00	15.0	1.66	0.0218 ± 0.0005	0.16 ± 0.014	139.0 ± 3.1
DG1-2.1	390	154	0.41	6.9	1.75	0.0202 ± 0.0005	0.12 ± 0.013	128.9 ± 3.0
DG1-3.1	274	207	0.78	4.9	4.88	0.0199 ± 0.0005	0.19 ± 0.032	126.9 ± 3.3
DG1-4.1	366	182	0.51	6.4	2.19	0.0199 ± 0.0009	0.12 ± 0.021	127.2 ± 5.6
DG1-57.1	747	376	0.52	13.7	1.02	0.0212 ± 0.0009	0.15 ± 0.011	135.1 ± 6.0
DG1-6.1	490	247	0.52	11.5	1.24	0.0271 ± 0.0012	0.20 ± 0.020	172.2 ± 7.6
DG1-7.1	345	151	0.45	6.6	3.62	0.0214 ± 0.0010	0.14 ± 0.033	136.6 ± 6.3
DG1-8.1	333	154	0.48	5.9	3.11	0.0200 ± 0.0009	0.10 ± 0.028	127.8 ± 5.8
DG1-9.1	1066	555	0.54	19.3	1.24	0.0208 ± 0.0009	0.14 ± 0.011	132.8 ± 5.8
DG1-10.1	147	153	1.07	3.0	4.62	0.0223 ± 0.0011	0.12 ± 0.050	141.9 ± 6.9
DG1-115.1	821	396	0.50	15.1	1.46	0.0210 ± 0.0009	0.13 ± 0.010	134.3 ± 5.8
DG1-12.1	375	210	0.58	6.9	2.53	0.0209 ± 0.0009	0.13 ± 0.029	133.2 ± 6.0
DG1-13.1	1271	591	0.48	23.1	0.02	0.0211 ± 0.0009	0.15 ± 0.008	134.8 ± 5.8

a) Pb^* 为放射成因 Pb , $^{206}\text{Pb}_c(\%)$ 为普通 ^{206}Pb 在整体 ^{206}Pb 中的比例。普通铅用 ^{204}Pb 校正。分析误差均为 2σ 。样品测试在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心完成

4.2 ⁴⁰Ar/³⁹Ar同位素测年

挑选前述进行了元素地球化学研究的样品中两个弱蚀变基性熔岩(D-25, D-26)进行全岩⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄测定, 分析参数及方法见文献[17].

测试结果显示, D-25 和 D-26 两个玄武岩样品的全

岩⁴⁰Ar/³⁹Ar主坪年龄分别为(140.9±2.8)和(137.4±2.7) Ma, 与SHRIMP锆石U-Pb年龄结果基本一致, 均指示洞错蛇绿岩的确切形成年龄应为早白垩世. 表 4 和图 6 是样品D-25 的 14 个升温阶段、样品D-26 的 15 个升温阶段⁴⁰Ar/³⁹Ar同位素年龄测试结果及坪年龄谱图.

表 4 洞错熔岩D-25 和 D-26 的全岩³⁹Ar/⁴⁰Ar年龄测定数据^{a)}

样品	温度/℃	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁹ Ar/×10 ⁻¹⁴ mol	³⁹ Ar累计/%	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar年龄(2σ)/Ma
D-25	400	117.1605	0.3690	0.7405	0.1394	33.92	2.61	87.9±3.9
	500	107.9883	0.3479	1.0658	0.0976	38.31	5.56	57.1±5.2
	580	45.5361	0.1257	0.9544	0.0434	98.59	13.15	90.9±4.2
	740	28.2152	0.0608	0.8022	0.0323	65.36	18.18	110.1±3.2
	800	21.6598	0.0323	1.2213	0.0240	163.86	28.71	129.9±1.6
	850	19.1271	0.0211	1.5396	0.0213	145.71	39.92	13802±1.5
	900	18.3458	0.0170	0.6790	0.0203	131.79	50.06	141.8±1.5
	950	17.2212	0.0125	0.6195	0.0174	209.45	66.18	144.0±1.6
	1000	17.0820	0.0113	0.3949	0.0168	231.09	83.97	145.8±1.6
	1150	23.0654	0.0409	1.9266	0.0271	56.51	88.32	118.7±1.3
	1100	26.6082	0.0673	4.4860	0.0373	34.90	91.0	76.2±2.4
	1180	23.3684	0.0632	5.0545	0.0343	34.64	93.67	55.0±1.5
	1280	20.3160	0.0516	17.3892	0.0316	63.89	98.58	69.06±0.99
	1380	45.0077	0.1388	57.4960	0.0562	18.40	100.00	91.0±2.6
D-26	400	313.0009	1.0464	1.0712	0.3403	3.60	0.5	42.0±8.6
	500	71.9621	0.2181	1.1245	0.0826	26.33	4.17	82.0±4.6
	580	23.0081	0.0628	1.7715	0.0663	101.33	18.28	49.6±3.0
	660	30.5867	0.0805	1.1317	0.0753	53.18	25.69	74.1±3.6
	740	32.8500	0.0807	0.7862	0.0660	40.39	31.32	97.0±2.1
	820	28.8347	0.0571	0.5153	0.0414	52.90	38.68	127.6±1.8
	900	27.7925	0.0505	0.4921	0.0336	66.08	47.89	136.7±1.7
	950	26.1661	0.0438	0.3828	0.0259	84.69	59.68	140.4±1.7
	1000	28.5617	0.0510	0.2786	0.0271	79.18	70.71	142.9±1.7
	1050	34.9929	0.0756	0.5211	0.0351	48.90	77.52	134.6±1.6
	1100	32.5655	0.0753	1.4909	0.0354	45.52	83.86	111.4±1.6
	1150	42.4205	0.1103	3.1989	0.0517	29.90	88.03	107.8±3.6
	1230	29.9572	0.0696	15.1544	0.0362	26.02	91.65	113.1±5.4
	1330	24.4687	0.0551	45.3414	0.0305	44.87	97.9	125.6±2.3
	1440	43.6613	0.1201	28.5142	0.0524	15.07	100.0	111.2±2.4

a) 中国地质科学院地质研究所同位素室测定

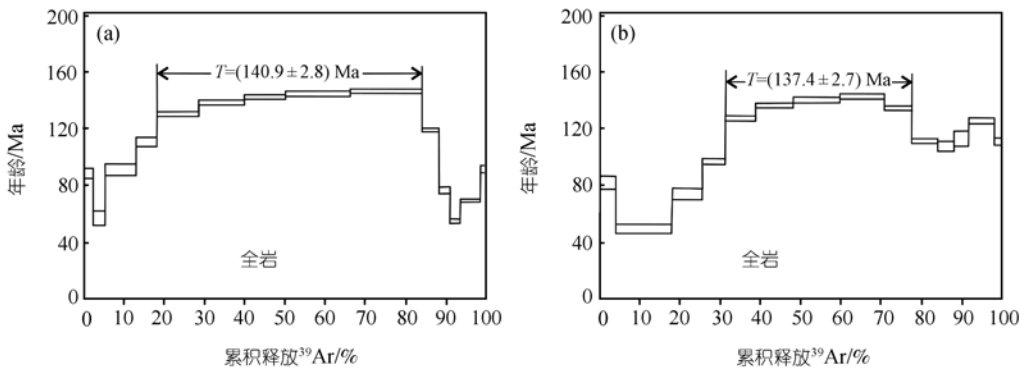


图 6 洞错基性熔岩全岩⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄谱图
(a) D-25 样品; (b) D-26 样品

5 讨论

5.1 地幔源区性质

利用单矿物(Opx)地质温压计对洞错地幔橄榄岩的平衡温、压条件计算得知, 其平衡压力为 $39.92 \times 10^8 \sim 51.51 \times 10^8$ Pa, 平衡温度为 $1158 \sim 1252^\circ\text{C}$, 大致相当于以石榴二辉橄榄岩为主的地幔岩稳定环境^[18]。

利用玄武岩的 $\text{CaO}/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 相关图、Cr-Y相关图以及橄榄石均衡融化曲线与液体Yb含量关系^[19]也可以确定, 洞错基性熔岩是地幔二辉橄榄岩经 10%~20%部分熔融形成的拉斑玄武质熔体结晶的产物^[18]。研究表明, HREE, Yb和Sc的显著亏损指示这些元素被分离, 进入残余相石榴石和斜方辉石中^[20-22]。在低度部分熔融熔浆中, HREE和Yb可作为相容元素随单斜辉石的熔融带入熔体中^[23]。洞错基性熔岩的元素地球化学特征反映, HREE, Yb, Sc显著亏损, La/Sm, La/Yb和Th/Yb比值较高(见表 2), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值与Th含量大致呈正相关, 都指示其母岩浆与石榴石处于平衡^[24], 反映洞错蛇绿岩中玄武质熔浆可能源自于石榴二辉橄榄岩为主体的地幔源区。

La/Ce值具有判别源区性质的指征意义, 洞错基性熔岩的La/Ce值介于 0.41~0.57, 大于原始地幔岩的比值(0.387), 显示其应来自富集的地幔源区^[10,25]。据 $\text{TiO}_2\text{-Zr} \times 10^{-6}$ 判别图, 洞错基性熔岩主要落入板内玄武岩区^[26,27]; 在Nb/Y-Zr/Y判别图上^[28], 主要样品投点介于OIB平均成分和与地幔柱有关的冰岛熔岩分布区之间(图 7(a)), 在Th/Yb-Ta/Yb判别图上^[29]也

集中于富集幔源区(图 7(b)), 都反映洞错基性熔岩源区有富集地幔组分的明显叠加。

表 5 给出了洞错基性熔岩的Sr和Nd同位素组成分析结果。所有样品的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值较低且稳定, 介于 0.512708~0.512887 之间, 而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704363~0.705007)明显高于幔源玄武质熔浆的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均比值(0.7038±0.0001)^[30]。依据本次研究获得的成岩年龄约 132 Ma(SHRIMP锆石U-Pb年龄), 计算可知洞错基性熔岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 均为正值, 2.7~5.8; $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 均为负值, -7.0~26.2, 反映洞错基性熔岩与大洋玄武岩(N-MORB)平均同位素组成($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51310$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.702800$)^[31]相比, 具有明显的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 特征。高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的玄武岩通常被认为源自大洋岩石圈组分(HIUM)、亏损地幔组分(MORB)和富集地幔组分(EM I)三端元的混合地幔区^[32]。在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图上, 洞错基性熔岩的投点均远离MORB区, 均落在OIB区。对OIB的研究表明, 它们是同位素成分近均一的地幔柱源熔体与传导热引发的岩石圈地幔低度部分熔融所产生熔体相混合的产物^[33,34]。洋岛火山岩的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值起因于岩石圈地幔富集了碱金属和放射性 ^{87}Sr , 且富集作用与来自地幔深层位的流体有关。该流体含 H_2O , CO_2 和碱金属, 它们既可来自软流圈地幔柱的顶部, 也可来自俯冲洋壳, 岩石圈地幔受流体交代, 形成了富集地幔, 从而可解释洋岛和海山的诸多地球化学特征^[31,35,36]。综上所述, 洞错基性熔岩的地幔源区存在富集地幔物质与亏损的岩石圈地幔的混合作用。

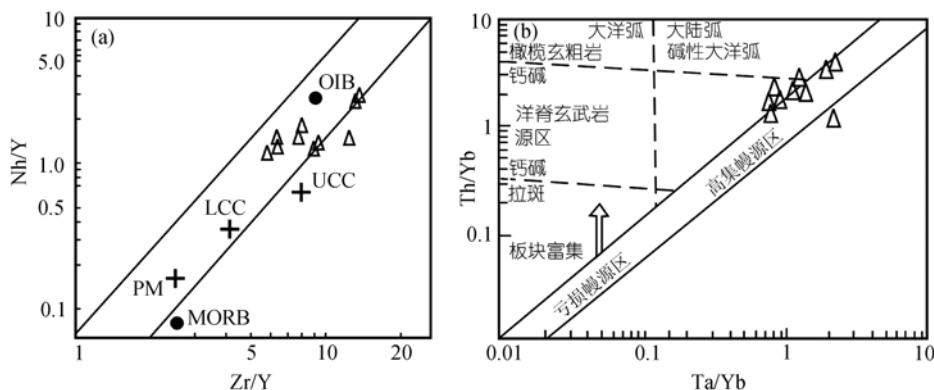


图7 洞错基性熔岩构造环境判别图

(a) Nb/Y-Zr/Y判别图^[28], 平行线间: 与地幔柱有关的冰岛熔岩分布区, MORB: 洋中脊玄武岩平均成分, OIB: 洋岛玄武岩平均成分, PM: 原始地幔成分, LCC: 下地壳平均成分, UCC: 上地壳平均成分; (b) Th/Yb-Ta/Yb判别图^[29], 图中 Δ 代表洞错蛇绿岩基性熔岩成分点(数据见表 2)

表 5 洞错蛇绿岩基性熔岩的Sr和Nd同位素成分^{a)}

样品号	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	误差 2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (<i>t</i>)
D-24	0.194915	0.117828271	0.512708	0.000009	1.37196049	2.700504
D-25	0.220339	0.133194915	0.512713	0.000009	1.46753556	2.537210
D-26	0.235224	0.142192836	0.512887	0.000009	4.85644427	5.774559
D-27	0.190094	0.114911647	0.512822	0.000009	3.58441924	4.962056
D-28	0.224970	0.135994487	0.512865	0.000010	4.43271363	5.455233
样品号	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	误差 2σ	ε _{Sr} (0)	ε _{Sr} (<i>t</i>)
D-25	0.0804233	0.2324233	0.704363	0.000013	-4.78250	-26.167392
D-26	0.0888889	0.2568889	0.705007	0.000016	4.359596	-19.512417
D-27	0.0428732	0.1239035	0.704934	0.000013	3.321646	-7.0203386
D-28	0.0071276	0.0205987	0.704137	0.000013	-7.99070	-7.8247603

a) 测试工作由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成, 分析仪器为 Micromass Isoprobe MC-ICPMS, 分析方法同文献[37]和[38]

5.2 成岩构造环境

野外地质和岩石学观察表明, 洞错地区出露了由残留地幔橄榄岩-镁铁-超镁铁质堆晶杂岩-基性岩墙(床)-基性熔岩构成的、岩石组合基本齐全的蛇绿岩(套), 是一套典型的古洋壳岩石残片. 其中堆晶杂岩单元主要由含长超镁铁岩(含长纯橄岩、暗色橄长岩、橄长岩和橄榄辉长岩)组成, 显示属典型的DTG系列镁铁-超镁铁质堆晶杂岩^[3,39], 且斜长石优先于辉石而结晶. DTG系列堆晶杂岩形成于较低压、无水(“干”)岩浆房环境, 包含DTG系列堆晶岩的蛇绿岩片通常是洋中脊或大洋板块内部-洋岛等特定构造环境^[5,40,41]的大洋岩石圈残片. 明显不同于含 DPG 系列堆晶杂岩(由纯橄岩(D)-橄榄辉石岩(P)-和辉长岩组成)、形成于俯冲带的岛弧蛇绿岩. DPG 系列堆晶杂岩为玄武质熔浆(IAT)在较高压的“湿”岩浆房中结晶形成的, 且单斜辉石优先于斜长石而结晶.

洞错玄武质熔岩所具有的LREE显著富集的稀土配分型式和Nb(23.3~110 μg/g), Zr(154~533 μg/g), Ba(90~1224 μg/g)含量高等地球化学特征, 反映其具有典型OIB的基本属性; 而高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0.704363~0.705007)、低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(0.512708~0.512887)和Zr/Nb值低(<10)(见表 3)等特征, 揭示其地幔源区有深源、同位素非均一储库的影响, 具有多组分混合幔源的性质^[34]. 明显不同于低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0.7024~0.7030)和高Zr/Nb比值(>30)、源自软流圈亏损地幔的洋中脊玄武岩(MORB). OIB的同位素异常需要其源区已长时期(1~2 Ga)滞留于亏损地幔源区(MORB源区)之外^[42].

上述研究进展综合反映了洞错蛇绿岩形成于岩石圈上隆减压、大量富集地幔物质(地幔柱源熔浆)上

涌的洋岛环境(OIB), 地幔柱活动的高热流值使得具有更多放射成因同位素的古老岩石圈地幔参与了造浆作用^[43], 形成地幔橄榄岩、DTG系列镁铁-超镁铁堆晶岩与具有典型OIB成分特征的基性熔岩共生, 它们共同代表了一套大洋板块内部洋岛环境下形成的洋壳残体.

6 结论

(1) 洞错蛇绿岩中发育了地幔橄榄岩、典型 DTG 系列镁铁-超镁铁堆晶杂岩和具有 OIB 的元素和同位素地球化学属性的基性熔岩. 代表了班公错-怒江洋盆形成和发展阶段洋岛环境的大洋岩石圈残片.

(2) 班公错-怒江缝合带南、北两侧石炭-早二叠系地层, 在生物面貌和构造特征上十分相似, 据此南、北两侧地体间的明显裂解应始于侏罗纪^[44]. 另外, 该带蛇绿岩片中古生物化石及年代学信息显示, 班公-怒江洋盆张开时代由东段丁青地区至西段洞错地区有逐渐年轻的趋势^[39]. 本研究获得的洞错蛇绿岩的形成年龄约为(132±3) Ma, 是班公-怒江缝合带上保留的成岩年龄较晚的古洋壳残体, 揭示班公错-怒江洋盆中西段的裂解时限应延续至早白垩世.

致谢 感谢北京离子探针(SHRIMP)中心、国家地质实验测试中心、中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室、中国地质科学院地质研究所同位素研究室及中国地质科学院矿产地质研究所等单位协助我们完成了相关的测试工作.

参 考 文 献

- 1 西藏自治区地质矿产局. 西藏地质志. 北京: 地质出版社, 1993
- 2 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社, 1987
- 3 郝祥国, 王希斌, 鲍佩声, 等. 新疆西准噶尔地区两类蛇绿岩的

- 地质特征及其成因研究. 岩石矿物学杂志, 1989, (8): 299—310
- 4 Ishiwatari A. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib Mineral Petrol*, 1985, 89: 155—167[DOI]
 - 5 Pearce, J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B P, Howells M F, eds. *Marginal Basin Geology*. London: Geological Society Special Publication, 1984. 77—94
 - 6 Cox K G, Bell J D, Pankhurst R J. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: Allen and Unwin, 1979. 450
 - 7 Mullen E D. MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 62: 53—62 [DOI]
 - 8 Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib Mineral Petrol*, 1978, 66: 91—104
 - 9 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmaism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 1989. 313—345
 - 10 Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. London: Academic Division of Unwin Hyman Ltd, 1989
 - 11 Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 297—314[DOI]
 - 12 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. *J Geol Soc*, 1992, 149: 171—184
 - 13 Williams I S, Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe Zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205—217[DOI]
 - 14 简平, 刘墩一, 孙晓猛. 滇西北白马雪山和鲁甸花岗岩石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *地球学报*, 2003, 24: 337—342
 - 15 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2003, 200: 155—170[DOI]
 - 16 Ludwig K R. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic isotope data. *US Geol Surv Open-File Rep*, 1991. 91—144
 - 17 陈文, 李曙光, 张彦, 等. 苏鲁超高压变质带东海青龙山高压正片麻岩中白云母的³⁹Ar-⁴⁰Ar年代学研究. *地质论评*, 2003, 49: 537—543
 - 18 鲍佩声, 肖序常, 王军. 西藏洞错蛇绿岩的地球化学及其成因. 见: 张旗, 主编. *蛇绿岩与地球动力学研究*. 北京: 地质出版社, 1996. 190—194
 - 19 O'Nions P K, McKenzie D P. Melting and continent generation. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 449—456 [DOI]
 - 20 Frey F A, Clague D A. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii Petrogenetic implication. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 66: 337—335[DOI]
 - 21 Chen C Y, Frey F A, Garcia M O, et al. The tholeiitic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii. *Contrib Mineral Petrol*, 1990, 106: 183—200[DOI]
 - 22 Späth A, Leroox A P, Dunca R A, et al. The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, Western Indian ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *J Petrol*, 1996, 37(4): 961—991[DOI]
 - 23 Blundy J D, Robinson J A C, Wood B J. Heavy REE compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 160: 493—504 [DOI]
 - 24 Frey F A, Clague D, Mahoney J J, et al. Volcanism at the Edge of the Hawaiian Plume petrogenesis of submarine alkalic lavas from the North Arch volcanic field. *J Petrol*, 2001, 41(5): 667—691[DOI]
 - 25 Yang H J, Frey F A, Clague D A. Constraints on the source components of lavas forming the Hawaiian North Arch and Honolulu volcanics. *J Petrol*, 2003, 44 (4): 603—627[DOI]
 - 26 Moore G M, Carmichael I S E, Morone C, et al. Basaltic volcanism and extension, near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and Mexican volcanic belt. *Geol Soc Am Bull*, 1994, 106: 383—394[DOI]
 - 27 Richter K. A comparison of basaltic volcanism in the Cascades and western Mexico: compositional diversity on continental arcs. *Tectonophysics*, 2000, 318: 99—117[DOI]
 - 28 Fitton J G, Saunders A D, Norry M J, et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 153(3-4): 197—208[DOI]
 - 29 Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins: in continental basalts and mantle xenoliths. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Nantwich: Shiva*, 1983. 230—249
 - 30 沈渭洲. *同位素地质学教程*. 北京: 原子能出版社, 1997
 - 31 Faure G. *Origin of Igneous Rocks—the Isotope Evidence*. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2001
 - 32 Späth A, Le Roex A P, Akech N O, et al. Plume-mantle interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism—the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. *J Petrol*, 2001, 42(4): 765—787[DOI]
 - 33 Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 1993, 219: 177—189[DOI]
 - 34 Class C, Goldstein S. The processes of plume-lithosphere interaction in the ocean basins constraints from the source mineralogy. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 150: 245—260[DOI]
 - 35 O'Reilly S Y, Griffin W L. Sr isotopic heterogeneity in primitive basaltic rocks, southwest Australia: correlation with mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 87: 220—230[DOI]
 - 36 Tainton K M, McKenzie D. The generation of kimberlites, lamproites and their source rocks. *J Petrol*, 1994, 35: 787—817
 - 37 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 等. (LP)MC-ICPMS 方法测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 2002, 31: 295—299
 - 38 Li X H, Liu D Y, Sun M, et al. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the super-giant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, Southeast China. *Geol Mag*, 2004, 141: 225—231[DOI]
 - 39 张旗, 周国庆. *中国蛇绿岩*. 北京: 科学出版社, 2001
 - 40 Niu Y L, O'Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2209—2227[DOI]
 - 41 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国. 新疆西准噶尔豆荚状铬铁矿床形成环境的讨论. *地质矿产部地质研究所所刊*, 1992, 23: 46—73
 - 42 McKenzie D. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 95: 53—72[DOI]
 - 43 Niu Y, Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern equatorial Pacific mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 471—484[DOI]
 - 44 李秋生, 王建平. 西藏东部丁青-怒江蛇绿混杂岩带的地质特征. 见: 张旗, 主编. *蛇绿岩与地球动力学研究*. 北京: 地质出版社, 1996. 195—198